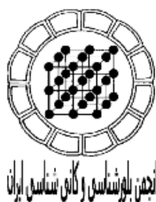
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی ام، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۱، از صفحهٔ ۵۱۹ تا ۵۳۴




# بررسی‌های کانی‌شناسی، زمین شیمی و ایزوتوپ پایدار اکسیژن کانسار قشلاق، کمربند فلززایی طارم-هشتجین، شمال‌غرب ایران

امید باغبانان، علی‌رضا جعفری‌راد*، سید جمال شیخ ذکریایی، نیما نظافتی

*گروه علوم زمین،دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران*

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۱۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱/۱۶)

**چکیده:** ذخیره مس قشلاق در کمربند فلززایی طارم-هشتجین (THMB) در شمال‌غرب ایران واقع است. کانه‌زایی با میزبانی سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی‌آواری سازند کرج در موقعیت کمان ماگمایی صورت گرفته است. زمین شیمی سنگ میزبان موقعیت ماگمای برآمده از فرورانش و ترکیب آندزیت-بازالتی با کانی‌شناسی غالب پلاژیوکلاز-پیروکسن را نشان داد. همبستگی آلومینیوم، آهن، کلسیم و منیزیم را می‌توان به این مجموعه کانی‌ها مربوط دانست. همچنین به علت کانه‌زایی غالب سولفیدها، همبستگی قوی بین عناصر گوگرد دوست چون سرب، روی، گوگرد، نقره و مس دیده شد. براساس نتایج کانی‌شناسی و روابط همبرزایی، چهار مرحله اصلی کانی‌سازی تشخیص داده شد: مرحله نخست با تشکیل پیریت در شرایط کاهیده در محیط تدفینی کف دریا و دگرسانی پروپلیتی همراه است. این دگرسانی در نتیجه آمیختگی سیال‌های ماگمایی با جوی یا آب دریا ایجاد می‌شود که در این پژوهش با نتایج تصحیح شده ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌های رگه کوارتز (۶٫۵ - ۲٫۱ در هزار) با دمای همگن‌شدگی ۳۸۹ درجه سانتیگراد و با فرض مقادیر $\delta^{18}O$ برابر با ۱۰-۶ درهزار سیال ماگمایی و مقادیر $\delta^{18}O$ برابر با ۰٫۹- تا ۰٫۸- درهزار آب دریای ائوسن تایید شد. با افزایش عمق، مرحله دوم در اثر سخت‌شدگی و نیروی ناشی از فشار سنگ ایستایی و فعالیت آذرین، چرخش سیال‌های ماگمایی و بین‌سازندی رخ می‌دهد . سیال‌های غنی از مس به سمت بالا مهاجرت کرده و با ورود به واحد بازالتی- آندزیتی پیریت‌دار، کاهیده می‌شوند و در مکان‌های مطلوب کالکوپیریت و کالکوسیت تشکیل می‌شود. در مرحله تدفینی عمیق‌تر (مرحله ۳)، کانی‌های برنیت و دیژنیت جانشین کانی‌های پیشین می‌شوند. در مرحله (مرحله ۴)، کانی‌های اکسیدی (چون هماتیت، مگنتیت) و نیز مالاکیت در حفره‌ها و درزه‌ها ایجاد شده‌اند. برپایه این نتایج، می‌توان کانه‌زایی کانسار مس قشلاق را از نوع مانتو در نظر گرفت.

**واژه‌های کلیدی:** *ذخیره مس؛ نوع مانتو؛ کمربند فلززایی؛ سازند کرج؛ زمین شیمی.*

**مقدمه**

ذخایر نوع مانتو به عنوان سومین خاستگاه مس پس از پورفیری‌ها و اکسید آهن-مس-طلا (IOCG) ها محسوب می‌شوند [۱]. این ذخایر عیارهای بالای ۰٫۸۵ تا ۳٫۵ درصد ایجاد می‌کنند، اگرچه بعضی از ذخایر آن کوچک هستند و تناژ پایینی دارند. نمونه‌های مشابه این ذخایر در ایران و جهان توسط پژوهشگران مختلف بررسی شده است [۲، ۳]. بزرگترین ذخیره نوع مانتو شیلی، السالدادو است که بزرگترین تناژ حدود ۲۰۰ میلیون تن با عیار حدود ۱٫۳۵ درصد را دارد [۴]. این ذخایر در کانادا لایه‌های آتشفشانی قرمز و در آمریکا نوع کویناوی گفته می‌شوند [۵، ۶]. در ایران، ذخایری چون ذخیره عباس‌آباد در پهنه ساختاری سبزوار [۷]، ذخیره ورزگ در قطعه لوت [۸] و کوشک بهرام در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر در این دسته قرار دارند [۹]. همه ذخایر ایران بجز ذخیره کشت‌محکی که سن کرتاسه دارد در توالی‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن واقع هستند [۱۰].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۴۹۸۳۴۴، پست الکترونیکی: alirad@yahoo.com


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.10.8 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.519 ]

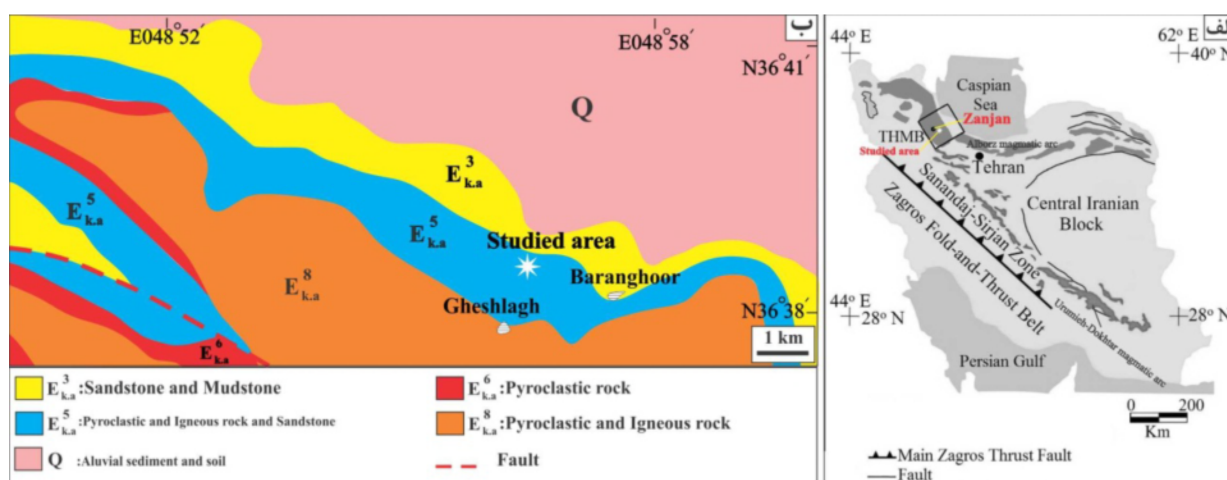
معدن قشلاق در حدود ۴۰ کیلومتری غرب شهر زنجان واقع شده است. سنگ میزبان ذخیره سری‌های آتشفشانی-رسوبی چون سنگ‌های رسوبی، آذرین و آذرآواری هستند. این معدن از سال ۲۰۰۴ اکتشاف شده و هنوز در حال بهره‌برداری است. منطقه مورد بررسی در بخش جنوبی کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان معروف به کمربند فلززایی طارم-هشتجین (THMB) قرار دارد. (شکل ۱ الف). این کمربند از کمربندهای فلززایی مهم شمالغرب کشور است که ۳۰۰ کیلومتر طول و۱۵۰ کیلومتر عرض دارد و میزبان کانه‌زایی‌های مهم فلزهای پایه به ویژه Cu-Pb-Zn (Au-Ag) است [۱۱].

در این پژوهش، با بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین شیمیایی درک بهتری از خاستگاه این کانسار به دست می‌آید. بررسی زمین شیمی در این پژوهش، تحلیل خوشه‌ای و همبستگی داده‌های زمین شیمی سنگ کل و بررسی ایزوتوپ اکسیژن را دربرمی‌گیرد. تحلیل خوشه‌ای روشی برای تقلیل داده با هدف سازماندهی مشاهده‌ها است که در آن اعضای گروه دارای ویژگی‌های مشترک هستند [۱۲]. اهمیت اصلی بررسی ایزوتوپ‌های پایدار نیز در این است که اجزای اصلی تشکیل‌دهنده مخازن زمین هستند. برای مثال، اکسیژن سازای اصلی بیشتر سنگ‌های پوسته زمین را تشکیل می‌دهد [۱۳]. پژوهش ایزوتوپ اکسیژن از جمله آزمایش‌های ضروری برای ارزیابی خاستگاه آب گرمابی مسئول کانی‌سازی اولیه مس است [۱۴]. برای مثال، کوجیما و همکاران [۱۴] از بررسی ایزوتوپ اکسیژن کلسیت ذخیره مانتو برای شناسایی خاستگاه سیال کانه‌زا استفاده کردند. ویلسون و همکاران [۱۵] برای شناسایی خاستگاه سیال گرمابی، ایزوتوپ اکسیژن کلسیت و فلدسپار را بررسی کردند. بنابراین، در اینجا با بررسی ایزوتوپ اکسیژن در کنار بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ کل، خاستگاه سیال کانه‌زای موثر در تشکیل ذخیره مانتو قشلاق شناسایی شد.

**روش‌شناسی**

پس از بازدیدهای صحرایی و نمونه‌برداری، ۵۰ مقطع صیقلی-نازک برای بررسی کانی‌شناسی با میکروسکوپ قطبشی تهیه شدند. همچنین بمنظور بررسی های زمین شیمیایی، ۱۴ نمونه مناسب از سنگ میزبان و کانه انتخاب، شسته، خشک و خرد شدند و پس از تهیه پودر ۲۰۰ مش، برای تجزیه به روش های طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) و طیف‌سنجی (ICP-AES) به آزمایشگاه MS Analytic کانادا ارسال شدند. نتایج با نرم‌افزار GCDkit بررسی و نمودارها رسم شدند. تحلیل آماری با نرم‌افزار SPSS 20 انجام شد.

همچنین برای بررسی های دقیق ایزوتوپی، نمونه کوارتز خالص و بدون هر گونه آلودگی و مخلوط شدگی با کانی‌های دیگر پس از خردایش و جداسازی به آزمایشگاه ایزوتوپ پایدار در دانشگاه کیپ تاون در کشور آفریقای جنوبی ارسال گردید. نتایج بهدست آمده با دمای همگن‌شدگی سیال بدام افتاده در کوارتز (۳۸۹ درجه سانتیگراد) تصحیح شدند.




**شکل ۱** الف) موقعیت پهنه طارم- هشتجین در کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان (شمالغرب ایران) [۱۶]، ب) نقشه زمین‌شناسی کانسار قشلاق و نواحی پیرامون آن برگرفته از مرجع [۱۷] با تغییرات.


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.10.8 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.519 ]

**زمین‌شناسی**

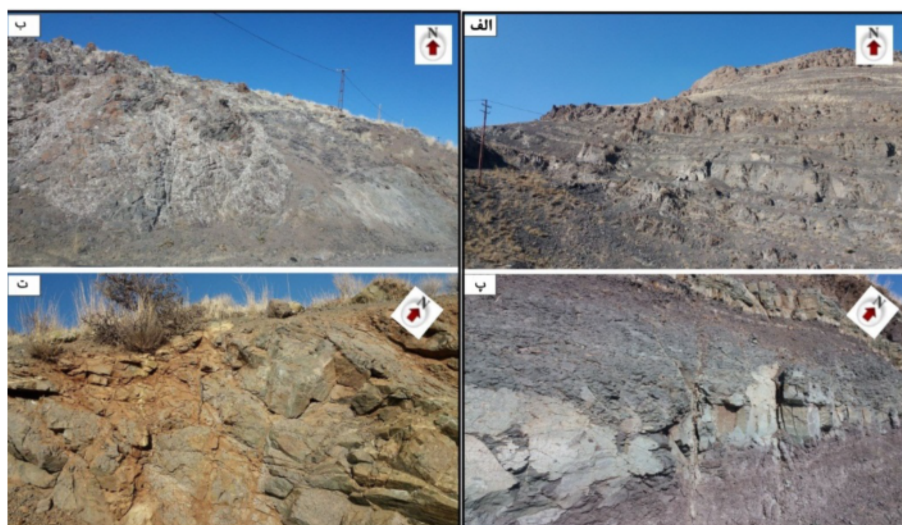
چنان که گفته شد، کانسار قشلاق در کمربند فلززایی طارم-هشتجان قرار دارد که در بخش غربی کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان واقع شده است. تکامل زمین‌ساختی THMB با بسته شدن و فرورانش شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس بنام خوی-زنجان، برخورد خردقاره و رخدادهای کوهزایی بیشتر در ارتباط بوده است [۱۹،۱۸]. در اثر این فاز نهایی کوهزایی، فعالیت ماگمایی آهکی قلیایی تا قلیایی پتاسیم بالا با سن ائوسن در منطقه رخ داده است [۲۰].

سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی-رسوبی بیشتر بخش‌های THMB را پوشانده‌اند (شکل ۲). سنگ‌های آتشفشانی سنگ‌های آذرآواری، جریان‌های گدازه شامل تراکیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، آندزیت‌های بازالتی، اولیوین بازالت و ریولیت‌های پورفیری و غیرپورفیری را دربرمی‌گیرند [۲۱]. از نظر هیرایاما و همکاران [۲۲]، همه سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی ائوسن THMB در دسته سازند کرج قرار دارند.

چنان که در شکل ۱ب دیده می‌شود، ۴ واحد سنگی در سازند کرج وجود دارند که واحد ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ریزدانه با میان‌لایه‌های گلسنگ سیاه هستند (شکل ۲ الف). این واحدها لایه‌بندی ریزی نشان می‌دهند، درحالیکه مرزهای بین دو رخساره مشخص است. این واحد ضخامتی برابر با ۱۰۰ تا ۴۰۰ متر دارد. واحد از ماسه‌سنگ و توف‌هایی تشکیل شده است که به سمت بالا به انواع گدازه‌های مختلف چون بازالت، اولیوین بازالت، تراکی‌آندزیت و آندزیت تغییر می‌کند (شکل ۲ب).

درشت بلورهای اولیوین بافت پوست ماری یا بین بلوری نشان می‌دهند. همراه با میان‌لایه‌های گدازه، توف‌های جوش‌خورده دیده می‌شوند. از نظر ماکروسکوپی، زمینه سنگ صورتی، متوسط دانه با بلورهای فلدسپار پراکنده آندزیتی سبز تیره عدسی چون است که در مسیر جریان جهت‌یافته شده‌اند. ضخامت این واحد را می‌توان حدود ۳۰۰-۲۰۰ متر در نظر گرفت (شکل ۲ب). واحد Ek.a8 با توف‌های برشی خاکستری تا بنفش رنگ مشخص می‌شود (شکل ۲پ). گاهی، میانبارهای آذرآواری و گدازه با اندازه حدود یک متر در بخش توف لاپیلی دیده می‌شوند. لایه‌بندی مشخصی در این واحد دیده نمی‌شود. این واحد به علت رنگ مشخص، هندسه و سنگ شناسی لایه کلیدی ائوسن پسین در نظر گرفته می‌شود. واحد از گدازه آندزیتی، توف با ترکیب داسیت-ریولیتی و بین‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و گل سنگ تشکیل شده (شکل ۲پ) که نمایانگر آخرین لایه ائوسن در این ناحیه است. در بخش جنوب‌شرقی این واحد، چین‌خوردگی ملایمی دیده می‌شود. بخش‌های زیرین آن از گدازه و توف تشکیل شده‌اند که به سمت بالا به سنگ‌های رسوبی و ماسه‌سنگ توفی تغییر می‌یابند.

بهترین شاهد مهم زمین‌ساخت منطقه وجود گسل‌ها و شکستگی‌ها در آن بوده که نشاندهنده زمین‌ساخت فعال منطقه با سن دست کم سنوزوییک و ترشیاری است. اغلب آثار دوسامانه گسلی شمال‌شرق-جنوب‌غربی در منطقه دیده می‌شود. این گسل‌ها انواع مختلف عادی، راستالغز و معکوس دارند.




**شکل ۲** برونزدگی واحدهای الف) Ek.a3، ب) Ek.a5، پ) Ek.a6 و ت)Ek.a8 .

**کانه‌زایی**

ارتفاع‌های طارم- هشت‌جین یک طاقدیس چین‌خورده با روند شمال‌غرب–جنوب‌شرقی بوده که شیب یال جنوب‌غربی آن بیشتر از یال جنوب‌شرقی است. کانه‌زایی قشلاق در یال جنوب‌غربی رخ داده است و به‌علت رفتار ناکشسانی این سنگ‌ها، شواهد تنش زمین‌ساختی در دمای پایین نشان می‌دهد. کانسار قشلاق در واحد Ek.a5 به صورت عدسی مانند و چینه‌کران تشکیل شده و اغلب بر ماسه‌سنگ‌های توفی، ماسه‌سنگ، گل سنگ و لایه‌های کلیدی اولیوین- بازالت قرار گرفته (شکل‌های ۳ الف و ب) و بیشتر با واحدهای توفی آواری، توفی و توفی سنگی همراه است. در این کانسار، کانه‌زایی و دگرسانی از نظر ساختاری با گسلش و شکستگی کنترل می‌شود (شکل‌های ۳ پ و ت). از سوی دیگر، کانه‌زایی اغلب با دگرسانی پروپلیتیک (شکل ۳ث) و رگه‌های کوارتزی (شکل ۳ج) همراه است.

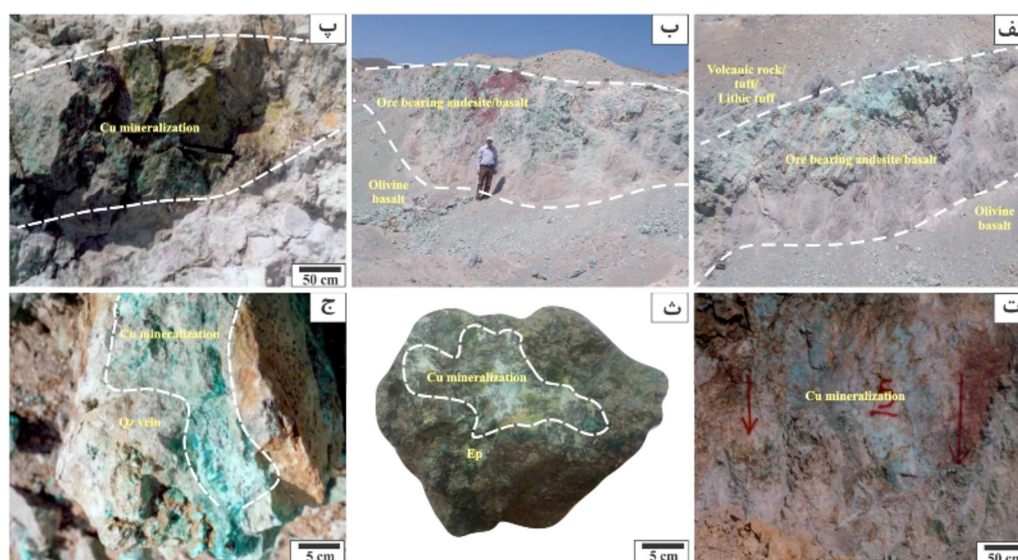
**کانی‌شناسی سنگ میزبان**

کانی‌شناسی سنگ میزبان نشاندهنده ترکیب اندزیتی تا بازالتی آن است. رنگ سنگ میزبان بجز در مکان‌های کانه‌زایی شده که اغلب مایل به آبی تا سبز می‌شود، خاکستری تیره تا روشن است، درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه ریزسنگی بافت پورفیری ایجاد می‌کنند (شکل ۴ الف). آمفیبول (شکل ۴ب)، اولیوین و پیروکسن (شکل ۴پ) درشت بلورهای دیگر هستند. کانی‌های مافیک اغلب به کلریت، کلسیت، سریسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. براساس شکل ۵ این نمونه‌ها ترکیب آندزیت، بازالتی تا تراکی‌آندزیت (لاتیتی) تا تراکیتی دارند.

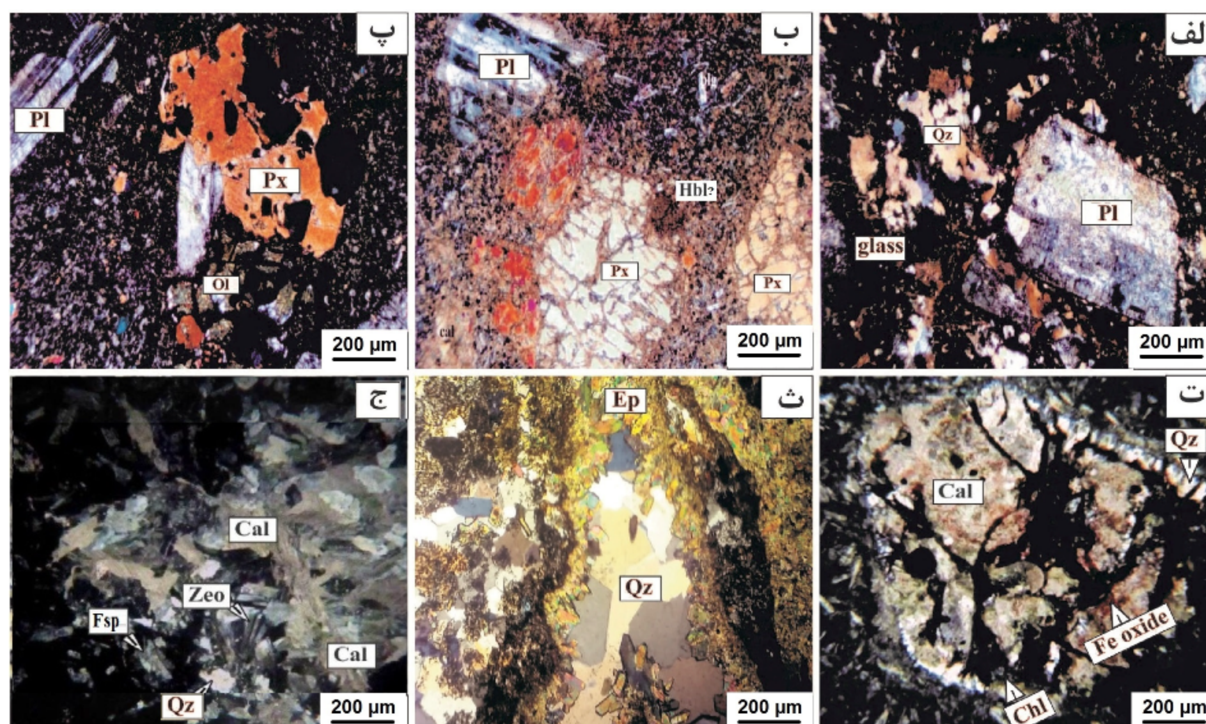
**دگرسانی**

دگرسانی پروپیلیتی، رایج‌ترین دگرسانی منطقه است که اغلب با اپیدوتی شدن مشخص می‌شود (شکل‌های ۴ت و ث). سیلیسی شدن و کربناتی شدن دگرسانی‌های بعدی موثر در منطقه مورد بررسی هستند که با حضور کانی‌های کوارتز (شکل‌های ۴ ث و ج) و کلسیت (شکل‌های ۴ ت و ج) مشخص می‌شوند. انواع دگرسانی‌های دیگر شامل آلبیتی شدن، کلریتی شدن و زئولیتی شدن (شکل ۴ج) نیز دیده می‌شوند. گاهی، کانی دگرسانی کانی باطله اصلی کانسار است. کوارتز، کلسیت، فلدسپار قلیایی و کانی‌های رسی باطله‌های اصلی این کانسار را تشکیل می‌دهد.

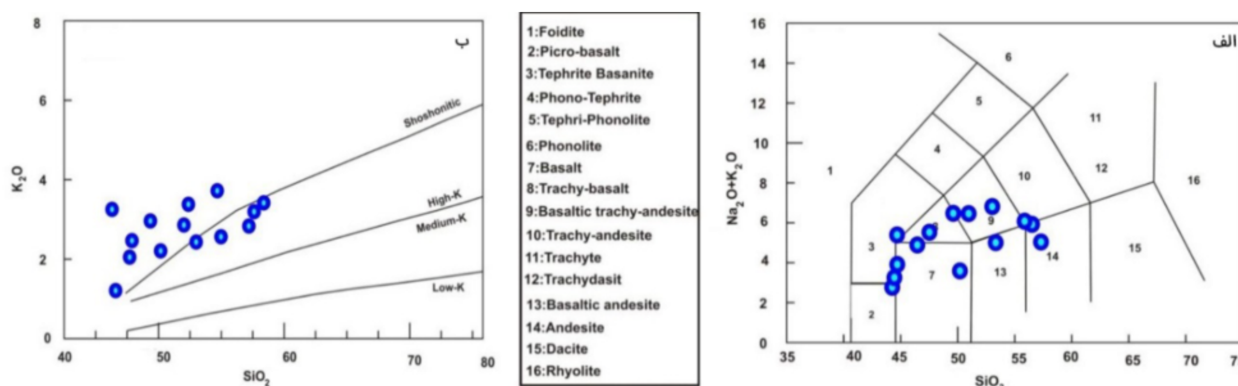
رگه‌ها با ضخامت چند میلیمتر تا چند ده متر در بیرون‌زدگی‌ها به علت وجود مالاکیت و آزوریت به رنگ آبی تا سبز دیده می‌شوند. اندازه بلورهای کلسیت و کوارتز این رگه‌ها از چند میکرون تا چند سانتیمتر تغییر می‌کند (شکل ۴ چ). پرشدگی فضای خالی و جانشینی بافت‌های غالب دیده شده در کانی کلسیت هستند، درحالی‌که کوارتز بافت‌های شانه‌ای و گل کلمی نیز نشان می‌دهد.




**شکل ۳** جایگاه کانی‌زایی در منطقه مورد بررسی: الف و ب) نهشته‌های معدنی قشلاق به صورت چینه‌کران در سنگ میزبان آندزیتی/بازالتی در بالای سنگ‌های الیوین بازالت و در زیر سنگ‌های آتشفشانی آواری و توفی قرار دارند، پ و ت) کانی‌زایی در پهنه‌های شکسته شده و در راستا شکستگی‌ها، ث) کانی‌زایی همراه با دگرسانی پروپیلیتی و ج) کانی‌زایی همراه با دگرسانی سیلیسی و رگه‌های کوارتز.




**شکل ۴** تصاویر نوری عبوری از سنگ میزبان کانسار قشلاق: الف) بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) در زمینه ریزسنگی، ب) درشت بلور هورنبلند (Hbl) به همراه کانی کدر (Op)، پ) جانشینی پیروکسن (Px) توسط کلسیت (Cal)، ت) دگرسانی پروپلیتی مشخص شده با ریزسنگی کلریتی (Chl) و کلسیتی شدن پلاژیوکلازها در کنار رگه‌های کوارتز، ث) رگه کوارتز و اپیدوت، ج) رگه کوارتزی دربردارنده زئولیت (Zeo)، فلدسپار (Fld) و کلسیت. (مخفف کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۳]).




**شکل ۵** الف) نمودار $Na_2O+K_2O$ نسبت به $SiO_2$ [۲۴] که ترکیب بازالتی، تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت بازالتی را نشان می‌دهد، ب) نمودار $K_2O$ نسبت به $SiO_2$ [۲۵] که ترکیب شوشونیتی سنگ میزبان کانسار قشلاق را نشان می‌دهد.

## نتایج

### کانی‌شناسی

کانه‌زایی معدن قشلاق در ارتباط با رگه‌ها و فراورده‌های دگرسانی است. ارتباط این رگه‌ها با توجه به روابط بافتی، دگرسانی و مراحل کانه‌زایی بررسی شده است. کانسنگ قشلاق شامل کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، ایداییت، برنیت، کوولیت و دیژنیت) و اکسیدی (هماتیت، مگنتیت و گوئتیت) و مس خالص است که به صورت بافت‌های جانشینی، پرشدگی فضای خالی و رگه-رگچه‌ای ایجاد شده‌اند. بررسی‌های کانی‌شناسی و کانسنگی نشاندهنده چهار مرحله اصلی کانی‌سازی کانسار قشلاق است (شکل‌های ۶ و ۷) که در ادامه توضیح داده می‌شوند.

مرحله اول کانه‌زایی همزمان و یا بی‌درنگ پس از رسوبگذاری و فعالیت آتشفشانی شروع می‌شود. پیریت


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.10.8 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.519 ]

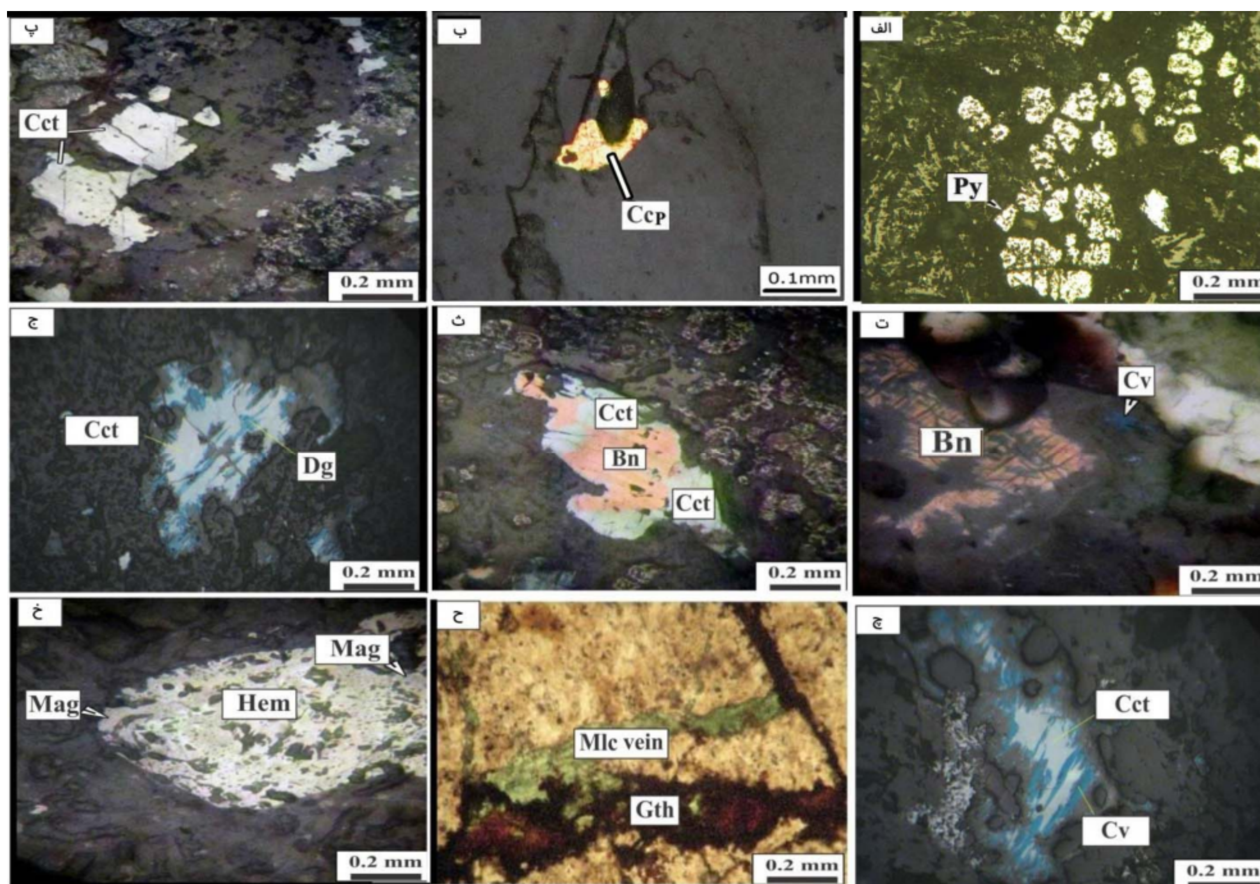
مهمترین کانی فلزی است که در این شرایط ایجاد می‌شود [۱۶، ۱۷، ۲۳، ۲۶، ۲۷] و شکل پراکنده و پرکنندگی فضای خالی دارد (شکل ۶ الف). در موارد با خردشدگی ضعیف، پیریت بخوبی حفظ شده که نشاندهنده محدودیت چرخش آزاد سیال-های درونزادی است. اغلب این کانی با کانی‌های مسی (و یا آهنی) دیگر جانشین شده است. دگرسانی پروپیلیتی در این مرحله گسترده است (شکل ۴ت).

مرحله دوم کانه‌زایی همراه با کانی‌های کالکوپیریت و کالکوسیت است که از فراوانترین کانی‌های فلزی این کانسار هستند. بافت‌های این کانی‌ها بیشتر جانشینی، پراکنده و پرشدگی فضای خالی است. ایدابیت نیز به احتمال بسیار در این مرحله تشکیل می‌شود (شکل‌های ۶ ب، پ). این کانی‌ها اغلب جانشین پیریت شده و کمتر به صورت اولیه تشکیل می‌شوند [۲۹،۲۸].

در مرحله سوم کانه‌زایی برنیت و دیژنیت جایگزین کانی‌های پیشین می‌شوند. این کانی‌ها به‌صورت جانشینی، پراکنده و پرشدگی شکستگی تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۶ ث و ج).

در مرحله چهارم کانه‌زایی دگرسانی کانی‌های پیشین ادامه یافته و کانی‌هایی چون کوولیت تشکیل می‌شوند (شکل ۶ چ). همچنین کانی‌هایی چون مالاکیت به‌صورت سطحی، پرکنندگی حفره‌ها و درزه‌ها (شکل ۶ ح) به‌همراه هماتیت، مگنتیت و بویژه گوئتیت (شکل‌های ۶ ح و خ) در این مرحله بسیار دیده می‌شوند. تشکیل مس خالص نیز به احتمال بسیار مربوط به این مرحله است [۳۰].

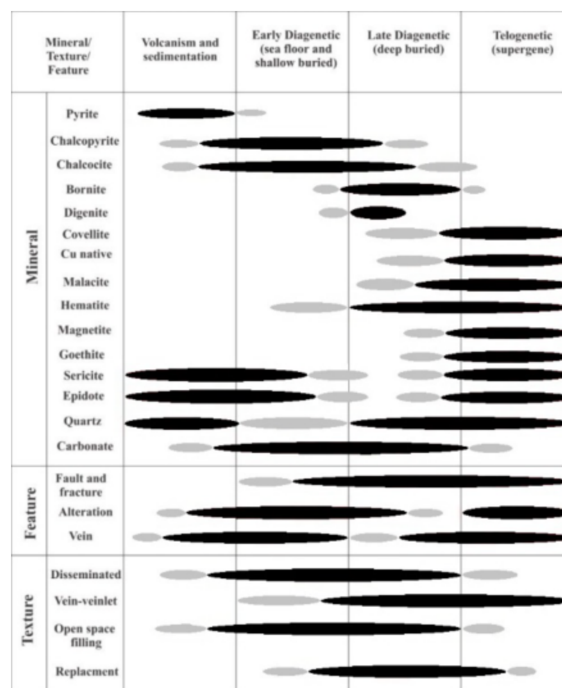
گفتنی است که پژوهشگران دیگر سه [۲۶] و پنج [۳۱،۲۸] مرحله کانه‌زایی را در ناحیه طارم- هشتجین تشخیص داده‌اند.




**شکل ۶** تصاویر نوری بازتابی از الف) کانی پیریت (Py) در زمینه سنگ میزبان، ب) کالکوپیریت (Ccp)، پ) کالکوسیت (Cct)، ت) حضور کوولیت (Cv) در درزها و لبه کانه ایدابیت، ث) جانشینی برنیت (Bn) با کالکوسیت، ج) جانشینی کالکوسیت با دیژنیت (Dg)، چ) جانشینی کالکوسیت با کوولیت، ح) رگه‌های گوئتیت (Gth) و مالاکیت (Mlc)، خ) جانشینی مگنتیت (Mag) با هماتیت (Hem) در فرآیند مارتیتی شدن (مخفف کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۳]).


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.10.8 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.519 ]

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.10.8 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.519 ]




**شکل ۷** توالی همبرزایی کانی‌ها، ساختارها و بافت‌ها در کانسار قشلاق

**زمین شیمی**

داده‌های به دست آمده از تجزیه عناصر اصلی، جریی و خاکی نادر ۱۴ نمونه ذخیره قشلاق در جدول ۱ ارائه شده است. بیشترین ترکیب اکسیدی این نمونه‌ها سیلیس و سپس آلومیناست. براساس نمودار $Na_2O+K_2O$ نسبت به $SiO_2$ [۲۴]، بیشتر نمونه‌های معدن قشلاق در گستره بازالت، بازالت آندزیتی، تراکی‌بازالت و آندزیتی قرار دارند (شکل ۵ الف). در نمودار $SiO_2$ نسبت به $K_2O$ [۲۵]، بیشتر نمونه‌ها ترکیب شوشونیتی نشان می‌دهند (شکل ۵ب). همچنین، این نمونه‌ها مقادیر $TiO_2$ و $P_2O_5$ پایین و مقادیر $Al_2O_3$، Rb، Ba و Sr بالایی دارند.

عناصر خاکی نادر (REE) حل‌پذیری پایینی دارند و در فرآیندهایی چون هوازدگی، دگرگونی و دگرسانی گرمابی به نسبت غیرمتحرک هستند [۳۲]. بنابراین، الگوی آن‌ها نمایانگر خاستگاه این سنگ‌هاست. نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده با گوشته اولیه [۳۳] در شکل ۸ الف نشان داده شده است.

غلظت عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) نیز وابسته به رفتار سیال کانه‌زا در نظر گرفته می‌شود، درحالی‌که غلظت عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) می‌تواند بیانگر زمین شیمی سنگ باشد [۳۲]. غنی‌شدگی LILEها چون Sr، Cs و عناصر ناسازگار شبیه رفتار U دیده می‌شود. این ویژگی به همراه تهی‌شدگی HFSEها از مشخصه‌های سنگ‌های آذرین شوشونیتی و کمانی پهنه‌های فرورانش است [۳۴]. افزون‌براین، ناهنجاری منفی HFSEها نشاندهنده نقش پوسته‌ای فرآیندهای ماگمایی است [۳۵]. همچنین، غنی‌شدگی Sr و ناهنجاری منفی Nb، دگرنهادی گوشته‌ای یا آلودگی پوسته ای طی فرورانش را نشان می‌دهد [۳۶]. با فرورانش پوسته اقیانوسی و ذوب سنگ‌های رسوبی رویین آن، Ba و Sr به ماگما منتقل می‌شوند [۳۷]. غنی شدگی بیانگر مقادیر بالای گارنت در ترکیب‌های باقیمانده است [۳۸].

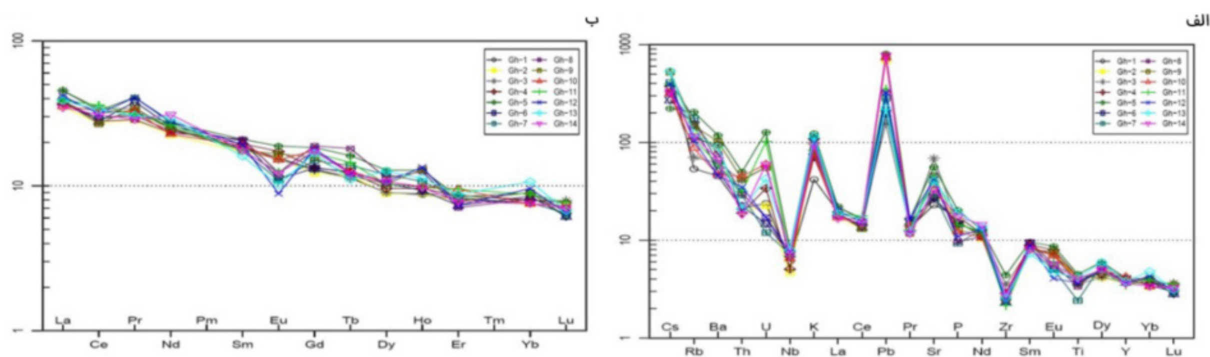
در نمودار بهنجارشده به کندریت [۳۹]، عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند (شکل ۸ب). مقادیر بالای La/Yb (۳٫۰۷-۵٫۰۷) نیز گویای این امر است (جدول ۱). این الگو سرعت پایین ذوب بخشی، حضور گارنت در ترکیب‌های باقیمانده و مشخصه ماگمای تشکیل شده در پهنه فرورانش را نشان می‌دهد [۴۱،۴۰]. الگوی به نسبت موازی نمونه‌ها بیانگر ارتباط زایشی از طریق تبلور تفکیکی است. تهی‌شدگی Eu (Eu/Eu*) در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود که مشخصه قابل توجه نمودار REEها بهنجارشده به کندریت است (شکل ۸ و جدول ۱). مقادیر پایین پلاژیوکلاز در ترکیب‌های بازماندی یا شرایط اکسیدی محلول منجر به این تهی‌شدگی می‌شود [۴۲].

**جدول ۱** داده‌های مربوط به عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر کمیاب ۱۴ نمونه کانسنگ و سنگ میزبان، کانسار قشلاق.

| | Gh-1 | Gh-2 | Gh-3 | Gh-4 | Gh-5 | Gh-6 | Gh-7 | Gh-8 | Gh-9 | Gh-10 | Gh-11 | Gh-12 | Gh-13 | Gh-14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **As** | ۲۵/۷ | ۱۱/۳ | ۸۷/۶ | ۱۱/۸ | ۱۷/۱۲ | ۱۶/۷ | ۱۱۸/۲ | ۲۵/۲ | ۱۷/۳ | ۱۷/۳ | ۲۱/۶ | ۲۷/۲۳ | ۱۳/۶۵ | ۱۴/۴۵ |
| **Cd** | ۷/۴ | ۱/۱ | ۰/۸ | ۱/۳۱ | ۵/۹ | ۱/۳۲ | ۰/۶ | ۱/۳۲ | ۳/۵ | ۰/۸ | ۲/۸۷ | ۰/۳۱ | ۰/۲۹ | ۰/۷۳ |
| **Co** | ۱۸ | ۲۱ | ۳۸ | ۱۱ | ۲۱ | ۱۵ | ۸ | ۳۱ | ۱۵/۸ | ۸ | ۴۲ | ۲۴ | ۲۱ | ۱۲ |
| **Cr** | ۴۰ | ۲۵ | ۱۳۲ | ۸ | ۲۵ | ۸۲ | ۵۲ | ۹۸ | ۵۷/۲ | ۴۹ | ۷ | ۸۷ | ۹۸ | ۱۶ |
| **Cu** | ۱۸۳۹۰ | ۱۱۴۷۲ | ۱۱۳۴۲ | ۲۵۱۱۴ | ۲۹۵۰۹ | ۳۹۵۶۹ | ۲۹۲۹۲ | ۳۷۶۷۰ | ۱۸۶۷۴ | ۲۹۲۰۸ | ۳۲۶۸۶ | ۱۶۲۱۹ | ۱۸۲۵۹ | ۲۲۱۲۷ |
| **Ni** | ۱۱ | ۱۳ | ۴۳ | ۸ | ۱۶ | ۱۹ | ۸ | ۳۳ | ۹ | ۹ | ۲۹ | ۳۱ | ۳۷ | ۸ |
| **Pb** | ۹۲ | ۹۱ | ۳۱ | ۱۹ | ۴۲۳ | ۲۸ | ۲۲ | ۱۸۶ | ۱۴۵ | ۱۸۳ | ۱۷ | ۱۹ | ۲۶ | ۲۲۸ |
| **S** | ۱۸۲۱ | ۱۱۴ | ۹۵۷۷ | ۴۲۳ | ۵۰۵ | ۴۹۷ | ۲۱۱ | ۱۷۲ | ۹۵۴ | ۱۴۸ | ۲۹۵ | ۱۸۲ | ۱۸۲ | ۳۲۸ |
| **$Al_2O_3$** | ۱۵/۶۷ | ۱۵/۹۳ | ۱۶/۲۰ | ۱۵/۵۶ | ۱۷/۰۳ | ۱۱/۸۳ | ۱۰/۴۴ | ۱۱/۳۴ | ۱۱/۹۹ | ۱۲/۴۵ | ۱۴/۱۵ | ۱۳/۲۴ | ۱۲/۸۶ | ۱۴/۴۱ |
| **$SiO_2$** | ۴۳/۰۹ | ۴۶/۳۱ | ۵۰/۷۴ | ۴۲/۷۱ | ۵۲/۸۰ | ۴۴/۱۱ | ۵۰/۰۶ | ۵۳/۱۰ | ۴۴/۵۳ | ۴۷/۲۶ | ۴۹/۴۶ | ۵۶/۲۴ | ۵۷/۱۶ | ۵۵/۷۹ |
| **CaO** | ۱۰/۷۴ | ۸/۹ | ۹/۷۴ | ۸/۵۲ | ۵/۱۳ | ۵/۳ | ۱۷/۴ | ۱۳/۴۵ | ۵/۸۳ | ۱۶/۱۸ | ۱۷/۲۴ | ۱۶/۲۴ | ۱۵/۱۷ | ۹/۱۶ |
| **$Fe_2O_3$** | ۹/۳ | ۱۰/۱۴ | ۸/۶۶ | ۱۰/۶ | ۷/۶۴ | ۱۷/۵۲ | ۹/۷۲ | ۹/۴ | ۱۸/۵۷ | ۱۵/۴۸ | ۸/۱۵ | ۸/۴۶ | ۵/۴۹ | ۷/۱۶ |
| **$K_2O$** | ۱/۲۶ | ۲/۹۹ | ۲/۴۸ | ۳/۲۴ | ۳/۷۱ | ۲/۱۴ | ۳/۴ | ۲/۶ | ۲/۴۲ | ۲/۲۶ | ۲/۸۹ | ۳/۲۱ | ۳/۴۶ | ۲/۸۷ |
| **MgO** | ۵/۱۲ | ۷/۹۸ | ۳/۸۸ | ۵/۰۲ | ۳/۸۸ | ۱/۸۳ | ۰/۵۴ | ۲/۷ | ۱/۹۲ | ۱/۲۵ | ۲/۱۶ | ۳/۴۵ | ۳/۲۵ | ۵/۱۵ |
| **MnO** | ۰/۱۹ | ۰/۱۷ | ۰/۲۶ | ۰/۱۶ | ۰/۳۲ | ۰/۱۱ | ۰/۱۲ | ۰/۱۴ | ۰/۳۵ | ۰/۶۳ | ۰/۳۸ | ۰/۲۹ | ۰/۲۲ | ۰/۲۶ |
| **$Na_2O$** | ۱/۳ | ۱/۸۹ | ۳/۹۶ | ۲/۷۸ | ۳/۱۴ | ۱/۲۳ | ۰/۲۲ | ۲/۴۲ | ۱/۴۵ | ۳/۱۵ | ۳/۵۴ | ۲/۶۵ | ۱/۵۶ | ۳/۱۲ |
| **$P_2O_5$** | ۰/۳۸ | ۰/۳۵ | ۰/۳۲ | ۰/۳۳ | ۰/۴۴ | ۰/۳۲ | ۰/۲ | ۰/۲۱ | ۰/۲۷ | ۰/۲۷ | ۰/۳۱ | ۰/۲۴ | ۰/۴۱ | ۰/۳۸ |
| **$TiO_2$** | ۰/۹۲ | ۰/۸۹ | ۰/۷۶ | ۰/۹۱ | ۰/۹۷ | ۰/۸۲ | ۰/۵۲ | ۰/۷۳ | ۰/۷۸ | ۰/۸۷ | ۰/۸۸ | ۰/۷۹ | ۰/۹ | ۰/۸۸ |
| **Cs** | ۴/۲۲ | ۲/۶۱ | ۲/۶۱ | ۰/۹۶ | ۱/۷۵ | ۲/۱۵ | ۳/۲۴ | ۲/۵۴ | ۴/۱۲ | ۲/۵۱ | ۳/۱۴ | ۳/۱۱ | ۳/۲۱ | ۲/۶۱ |
| **Rb** | ۳۴/۱ | ۸۴ | ۴۴/۵ | ۶۹/۵ | ۱۲۹/۲ | ۹۵/۳۲ | ۱۱۲/۱۲ | ۹۷/۲۵ | ۹۳/۴۶ | ۵۵/۱۶ | ۶۸/۱۸ | ۶۵/۹۶ | ۷۸/۲۵ | ۷۳/۴۵ |
| **Ba** | ۳۱۶/۳ | ۶۲۳/۵ | ۴۲۹/۲ | ۶۵۶/۸ | ۸۲۳/۴ | ۳۵۶/۱۲ | ۴۲۶/۱۹ | ۵۳۲/۱۶ | ۷۱۲/۱۴ | ۳۲۴/۱۶ | ۴۱۹/۸۶ | ۳۱۷/۱۳ | ۶۲۴/۱۶ | ۴۶۵/۱۶ |
| **Th** | ۱/۷۹ | ۱/۶۶ | ۳/۴۵ | ۱/۶۱ | ۷/۹۳ | ۱/۸۹ | ۲/۴۵ | ۲/۵۴ | ۳/۵۶ | ۳/۸۴ | ۲/۶۷ | ۲/۹۶ | ۱/۷۶ | ۱/۵۶ |
| **U** | ۰/۵ | ۰/۴۷ | ۱/۱۷ | ۰/۷۱ | ۲/۶۶ | ۰/۳۱ | ۰/۲۵ | ۰/۶۳ | ۱/۱۶ | ۲/۲۵ | ۲/۱۴ | ۲/۳۶ | ۰/۸۹ | ۱/۲۵ |
| **Nb** | ¾ | ۳/۳ | ۵/۴ | ۳/۶ | ۱۲/۹ | ۵/۱۲ | ۵/۱۴ | ۸۹ | ۵/۶۲ | ۴/۶۱ | ۴/۸۹ | ۵/۳۷ | ۵/۶۴ | ۴/۹۵ |
| **La** | ۱۳/۴ | ۱۱/۶ | ۱۵ | ۱۲/۲۰ | ۱۵ | ۱۲/۵ | ۱۲/۶۵ | ۱۲/۷۵ | ۱۲/۶ | ۱۱/۶۳ | ۱۲/۸۵ | ۱۳/۷۶ | ۱۲/۷۸ | ۱۱/۴۵ |
| **Ce** | ۲۷/۶ | ۲۳/۴ | ۲۹/۵ | ۲۵/۲ | ۲۸/۶۱ | ۲۴/۱۶ | ۲۵/۱۸ | ۲۴/۱۲ | ۲۳/۱۹ | ۲۸/۶۱ | ۳۱/۱۷ | ۲۷/۱۸ | ۲۸/۹۷ | ۲۶/۷۵ |
| **Pr** | ۳/۶۸ | ۳/۱۸ | ۳/۸۱ | ۳/۴۲ | ۴/۵۶ | ۴/۲۵ | ۳/۵۴ | ۲/۵۶ | ۳/۸۶ | ۳/۶۵ | ۳/۴۸ | ۴/۵۶ | ۳/۴۳ | ۳/۲۳ |
| **Sr** | ۴۸۳/۴۰ | ۶۶۸/۱ | ۱۴۴۸/۷ | ۵۷۰ | ۱۱۷۹/۷ | ۵۶۹/۲۶ | ۶۳۴/۲۴ | ۹۶۳/۲۴ | ۷۶۸/۵۸ | ۸۶۲/۳۵ | ۹۸۵/۷۳ | ۸۶۹/۹۱ | ۸۵۶/۳۵ | ۶۹۷ |
| **Nd** | ۱۵/۷ | ۱۴/۱ | ۱۵/۹ | ۱۵/۱ | ۱۷/۲۱ | ۱۶/۲۴ | ۱۷/۲۱ | ۱۴/۶۵ | ۱۵/۶۲ | ۱۴/۳۲ | ۱۶/۵۴ | ۱۷/۵۶ | ۱۸/۶۵ | ۱۹/۵۶ |
| **Zr** | ۲۸ | ۳۲ | ۳۹ | ۳۲ | ۴۹ | ۲۶ | ۲۹ | ۲۶ | ۲۷ | ۳۱ | ۲۴ | ۲۶ | ۲۹ | ۳۱ |
| **Hf** | ۱/۱ | ۱ | ۱/۷ | ۱ | ۳/۲ | ۱/۸۶ | ۱/۹۷ | ۱/۲۶ | ۲/۱۱ | ۱/۶۳ | ۱/۷۶ | ۱/۹۶ | ½ | ۲/۹۸ |
| **Sm** | ۳/۷۳ | ۳/۴۹ | ۳/۶۳ | ۳/۹۶ | ۴/۲۵ | ۴/۱۲ | ۳/۵۶ | ۴/۲۸ | ۳/۵۶ | ۳/۸۵ | ۳/۵۶ | ۳/۹۱ | ۳/۲۵ | ۳/۵۷ |
| **Eu** | ۱/۲ | ۱/۱۹ | ۱/۱۷ | ۱/۳۳ | ۱/۴۵ | ۰/۵۶ | ۰/۸۴ | ۰/۹۵ | ۱/۲۸ | ۱/۱۶ | ۰/۹۶ | ۰/۸۶ | ۰/۷۸ | ۰/۹۴ |
| **Gd** | ۳/۵۹ | ۳/۳۶ | ۳/۵۴ | ۳/۶۹ | ۵/۰۷ | ۳/۶۵ | ۴/۱۲ | ۵/۲۱ | ۴/۳۵ | ۴/۸۵ | ۴/۶۴ | ۴/۹۸ | ۴/۶۳ | ۴/۷۹ |
| **Ta** | ۰/۸ | ۰/۷ | ۰/۷ | ۰/۷ | ۱ | ۰/۸ | ۰/۷ | ۰/۹ | ۰/۶ | ۰/۸ | ۰/۷ | ۰/۸ | ۰/۹ | ۰/۷ |
| **Tb** | ۰/۵۴ | ۰/۵۵ | ۰/۵۳ | ۰/۵۸ | ۰/۷۶ | ۰/۵۹ | ۰/۶۵ | ۰/۸۵ | ۰/۵۵ | ۰/۵۹ | ۰/۶۸ | ۰/۵۷ | ۰/۵۲ | ۰/۵۷ |
| **Dy** | ۳/۰۷ | ۳/۰۴ | ۳/۰۸ | ۳/۲۹ | ۴/۴ | ۳/۵۶ | ۳/۱ | ۳/۸۸ | ۳/۵۴ | ۳/۶۶ | ۳/۵۴ | ۳/۶۶ | ۴/۳۴ | ۳/۶۶ |
| **Ho** | ۰/۶۱ | ۰/۶۲ | ۰/۶۲ | ۰/۶۷ | ۰/۹ | ۰/۶۵ | ۰/۷۵ | ۰/۸۸ | ۰/۹۱ | ۰/۶۹ | ۰/۶۸ | ۰/۹۴ | ۰/۷۹ | ۰/۶۸ |
| **Er** | ۱/۸۳ | ۱/۷۸ | ۱/۹۴ | ۱/۹۳ | ۲/۷۲ | ۱/۶۵ | ۱/۸۶ | ۱/۵۹ | ۱/۷۶ | ۲/۱۴ | ۲/۱۳ | ۱/۶۵ | ۱/۹۶ | ۱/۷۶ |
| **Yb** | ۱/۶۵ | ۱/۶۴ | ۱/۷۴ | ۱/۷۶ | ۲/۶۴ | ۱/۸۶ | ۱/۸۶ | ۱/۷۹ | ۱/۹۸ | ۱/۶۵ | ۱/۹۳ | ۲/۱۱ | ۲/۳۵ | ۱/۶۶ |
| **Y** | ۱۶/۵ | ۱۶/۷ | ۱۷ | ۱۷/۷ | ۲۴/۳ | ۱۸/۲ | ۱۸/۳ | ۱۶/۸ | ۱۷/۲ | ۱۹/۲ | ۱۵/۶۹ | ۱۶/۵۶ | ۱۷/۲۶ | ۱۷/۳۵ |
| **Lu** | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۷ | ۰/۲۶ | ۰/۴۱ | ۰/۳۵ | ۰/۳۲ | ۰/۲۵ | ۰/۳۸ | ۰/۲۴ | ۰/۲۶ | ۰/۲۲ | ۰/۲۳ | ۰/۲۴ |
| **Eu/Eu*** | ۱/۰۱ | ۱/۰۷ | ۱ | ۱/۰۷ | ۱/۹۶ | ۰/۶۸ | ۰/۶۷ | ۰/۶۲ | ۱ | ۰/۸۳ | ۰/۷۳ | ۰/۴۷ | ۰/۶۲ | ۰/۷ |
| **$(La/Yb)_N$** | ۴/۵۵ | ۳/۹۷ | ۵/۰۷ | ۳/۸۶ | ۳/۵۵ | ۳/۶۶ | ۳/۲۱ | ۳/۴۲ | ۳/۷۱ | ۳/۳۱ | ۳/۷۸ | ۳/۹۲ | ۳/۰۷ | ۳/۲۶ |


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.10.8 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.519 ]

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.10.8 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.519 ]

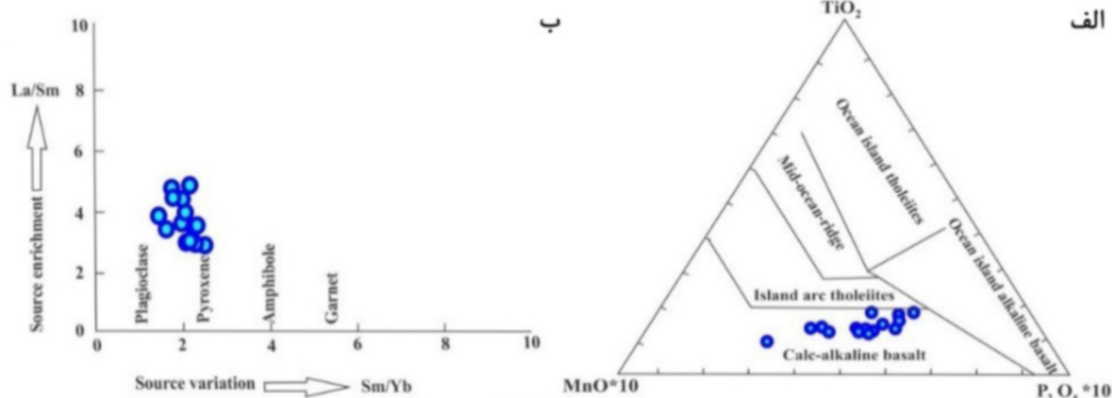



**شکل ۸** نمودار عنکبوتی بهنجارشده نسبت به (الف) گوشته اولیه [۳۳] و ب) کندریت [۳۹].

شکل ۹ الف موقعیت نمونه‌ها را نمودارهای زمین‌ساختی [۴۳] نشان می‌دهد. بر این اساس، کانسار قشلاق بیشتر در کمان ماگمایی وابسته به فرورانش واقع است. نمودار La/Sm نسبت به Sm/La [۴۴] (شکل ۹ب) ترکیب پلاژیوکلاز-پیروکسن سنگ میزبان را نشان می‌دهد.

نتایج بررسی همبستگی و تجزیه خوشه‌ای نمونه‌های کانه‌زا شده سنگ میزبان برداشت شده از ترانشه‌ها و نزدیک رگه‌ها در جدول ۲ و شکل ۹ ارائه شده است. بر این اساس، مس بیشترین ارتباط را با روی و آرسنیک دارد، در صورتیکه سرب بیشترین همبستگی را با نقره و کادمیوم نشان می‌دهد. همچنین، آلومینیوم همبستگی زیادی با منیزیم و همبستگی متوسطی با کلسیم و آهن دارد.

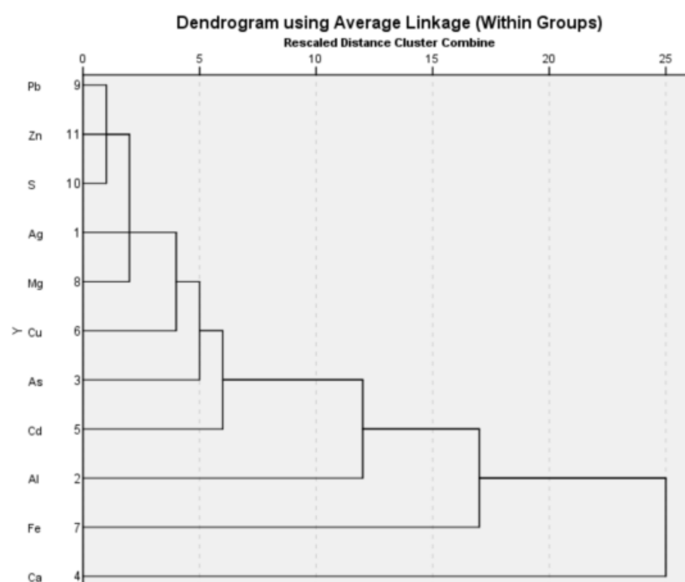
این ارتباط شدید بین سرب، روی، گوگرد و نقره در نمودار شاخه‌ای تجزیه خوشه‌ای نیز دیده می‌شود (شکل ۱۰) که می‌تواند ناشی از کانه‌زایی سولفیدی منطقه و ماهیت گوگرد دوست این عناصر باشد [۴۵]. کلسیم، آهن و آلومینیوم نیز در نمودار شاخه‌ای ارتباط به نسبت نزدیکی نشان می‌دهند.




**شکل ۹** الف) موقعیت ساختاری سنگ میزبان کانسار قشلاق در نمودار مرجع [۴۳]، ب) ترکیب کانی‌شناسی سنگ میزبان در نمودار مرجع [۴۴].

**جدول ۲** همبستگی بین عناصر نمونه‌های کانسار قشلاق.

| | Ag | Al | As | Ca | Cd | Cu | Fe | Mg | Pb | S | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | ۱ | | | | | | | | | | |
| Al | -۰٫۱۲۷ | ۱ | | | | | | | | | |
| As | -۰٫۱۶۸ | -۰٫۰۹۸ | ۱ | | | | | | | | |
| Ca | -۰٫۱۵۸ | ۰٫۲۶۷ | ۰٫۰۶۷ | ۱ | | | | | | | |
| Cd | ۰٫۱۲۳ | -۰٫۲۰۹ | ۰٫۱۷۲ | -۰٫۱۷۳ | ۱ | | | | | | |
| Cu | -۰٫۲۳۷ | ۰٫۱۰۵ | ۰٫۳۰۳ | -۰٫۳۸۴ | ۰٫۱۸۰ | ۱ | | | | | |
| Fe | ۰٫۴۱۸ | ۰٫۲۶۹ | -۰٫۳۱۵ | -۰٫۱۲۵ | ۰٫۰۸۶ | -۰٫۱۵۸ | ۱ | | | | |
| Mg | -۰٫۱۸۴ | ۰٫۹۷۳ | -۰٫۰۹۴ | ۰٫۲۱۹ | -۰٫۲۱۳ | ۰٫۱۴۰ | ۰٫۲۸۸ | ۱ | | | |
| Pb | ۰٫۲۲۷ | -۰٫۱۹۳ | -۰٫۳۲۳ | -۰٫۲۶۴ | ۰٫۲۵۰ | -۰٫۰۲۶ | -۰٫۱۳۰ | -۰٫۱۷۶ | ۱ | | |
| S | -۰٫۰۷۵ | ۰٫۰۰۸ | -۰٫۰۷۴ | ۰٫۲۵۱ | -۰٫۰۱۲ | -۰٫۱۴۹ | ۰٫۱۴۵ | -۰٫۰۵۶ | -۰٫۱۱۰ | ۱ | |
| Zn | -۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۸۷ | -۰٫۱۹۷ | -۰٫۱۹۳ | ۰٫۳۷۳ | ۰٫۲۵۰ | ۰٫۳۷۱ | ۰٫۱۰۲ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۲۲۹ | ۱ |




**شکل ۱۰** نمودار خوشه‌ای بین عناصر نمونه‌های کانسار قشلاق.

**بررسی ایزوتوپ اکسیژن**

مقدار $\delta^{18}O$ به دست آمده در کوارتز نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس (SMOW) در جدول ۳ ارائه شده است. مقدار ایزوتوپ اکسیژن کانی کوارتز از ۶٫۶+ تا ۱۱+ در هزار متغیر است. از آنجا که هدف بدست آوردن مقدار $\delta^{18}O$ سیال کانه‌دار است، بر پایه نتایج ریزدماسنجی سیال‌های درگیر بدام‌افتاده در نمونه‌های کوارتز مورد بررسی [۴۶] تصحیح دمایی انجام شد.

از آنجا که براساس ترکیب ایزوتوپی اکسیژن ($\delta^{18}O$) هر کانسار در محلول گرمابی یا ماگمایی می‌توان خاستگاه آن را بررسی کرد، از ایزوتوپ اکسیژن اندازه‌گیری شده در کانی و با توجه به دمای تشکیل آن کانی، باید ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در محلول را محاسبه نمود. درواقع، با به‌دست آوردن دمای تشکیل کانی کوارتز، می‌توان ترکیب ایزوتوپی سیال‌های گرمابی که کانسار مس قشلاق از آن تشکیل شده است را محاسبه کرد. در نتیجه، با ریزدماسنجی سیال‌های درگیر کانی کوارتز در همبری با کانی‌سازی مس است، نسبت ایزوتوپی اکسیژن سیال کانه‌ساز در کانسار تعیین گردید. میانگین دمای همگن‌شدگی در کانی کوارتز ۳۸۹ °C است [۴۶]. با استفاده از میانگین دمای همگن‌شدگی سیال‌های درگیر و مقدار و میزان $\delta^{18}O$ کانی مورد نظر و براساس معادلات تفکیک ایزوتوپی برای کانی کوارتز، نسبت ایزوتوپی سیال کانه‌ساز برآورد شده است (شکل ۱۱). پارامترهای جدایش ایزوتوپی اکسیژن بین کوارتز و $H_2O$ ($\alpha$) برگرفته از شارپ و همکاران [۴۷] که برای گستره دمایی ۰-۸۰۰ °C قابل استفاده است:

$$1000 \ln \alpha = 4.28(10^6/T^2) - 3.5(10^3/T) \qquad (۱)$$

پس از محاسبه $1000 \ln \alpha$، از ترکیب ایزوتوپی سیال کانه‌دار رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\delta^{18}O_{H_2O}(‰) = -(1000 \ln \alpha - \delta^{18}O_{mineral-SMOW}(‰)) \qquad (۲)$$

بر این اساس، ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در سیال کانه‌ساز در گستره ۲٫۱ تا ۶٫۵+ ‰ (میانگین ‰۴٫۷) است (جدول ۳).

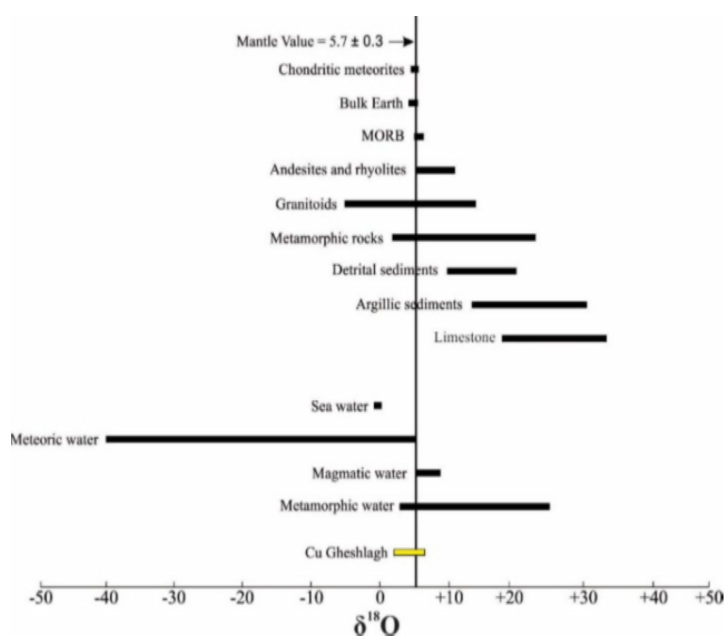
**جدول ۳** نتایج آنالیز ایزوتوپ پایدار اکسیژن در کانی کوارتز به همراه ترکیب ایزوتوپی محاسبه شده برای سیال کانه‌ساز.

| Sample no. | Mineral | $\delta^{18}O$ (‰) | $T_h$ (°C) | 1000 ln α | $\delta^{18}O_{H2O}$ (‰) |
|---|---|---|---|---|---|
| CH-14 | quartz | ۱۰٫۱ | ۳۸۹ | ۴٫۵ | ۵٫۶ |
| CH-32 | quartz | ۶٫۶ | ۳۸۹ | ۴٫۵ | ۲٫۱ |
| CH-64 | quartz | ۱۱ | ۳۸۹ | ۴٫۵ | ۶٫۵ |


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.10.8 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.519 ]

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.10.8 ]

[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.519 ]




**شکل ۱۱** مقایسه ترکیب ایزوتوپ اکسیژن کانسار مس قشلاق با مخازن طبیعی ایزوتوپ اکسیژن [۴۸].

**بحث**

کانسار قشلاق با سنگ میزبان آتشفشانی در سنگ‌های آذرآواری و رسوبی دریایی ضخیم (سازند کرج) واقع است که سنگ‌های نفوذی در آن نفوذ کرده‌اند. این سازند چنان که در بررسی های کانی‌شناسی و صحرایی این پژوهش تأیید شد، در موقعیت دریایی جایگاه زمین‌ساختی کمان کمربندهای ماگمایی قرار دارد [۵۰،۴۹]. در شرایط احیایی دریای عمیق ائوسن، به‌علت نبود اکسیژن پیریت تشکیل می‌شود [۵۱،۱۷]. این کانسار از نظر موقعیت ساختاری و ماهیت سنگ میزبان شبیه ذخایر مس نوع مانتو با سنگ میزبان آتشفشانی-رسوبی و شکل چینه‌کران چون کانسار داوران [۵۱] و ذخایر مانتو شیلی [۴] است.

برای شناسایی مراحل اصلی کانه‌زایی، مجموعه کانی‌ها و توالی رگه‌ای بررسی شدند و چهار مرحله اصلی کانه‌زایی در کانسار قشلاق تشخیص داده شد.

در مرحله اولیه درونزایی، گوگرد با فعالیت ریزاندامگان‌های کاهنده سولفات‌ها آزاد می‌شود و سپس، همراه با آهن موجود در محیط وارد ساختار پیریت می‌شود. مغفوری [۵۲] با بررسی داده‌های ایزوتوپ گوگرد، خاستگاه مشابهی را برای رسوب‌های دریایی THMB (نزدیک منطقه قشلاق) پیشنهاد کرد. با آزاد شدن CO و $CO_2$ و همچنین افزایش گازهای مربوط به فعالیت آتشفشانی، آب دریا اسیدی شده و به‌علت پایداری سیلیس در شرایط اسیدی، کوارتز تشکیل گردیده و نخستین نسل رگه‌های کوارتزی را ایجاد می‌کند. در نتیجه، مرحله اول کانه‌زایی با تشکیل رگه‌های پراکنده کوارتز و پیریت همراه است. با توجه به روابط بافتی، به نظر می‌رسد که دگرسانی پروپلیتی در این مرحله رخ داده باشد. درواقع، این دگرسانی با نقش آمیختگی آب ماگمایی با آب دریا یا جوی صورت می‌گیرد [۵۳]. در این پژوهش، نتایج ایزوتوپ پایدار اکسیژن نمونه‌های کوارتز رگه‌های مربوط به این مرحله این امر را تایید کرد.

بر اساس بررسی ایزوتوپ اکسیژن نمونه های کوارتز مربوط به این مرحله و تصحیح آن‌ها با استفاده از دمای همگن‌شدگی میانبار سیال، مقادیر ۲/۱ تا ۶/۵ در هزار بدست آمد.

اگر برپایه گزارش تیلور و بارنز [۵۴] گستره $\delta^{18}O$ در کانسارهای ماگمایی را ۶ تا ۱۰ درهزار در نظر بگیریم، با فرض مقدار $\delta^{18}O$ آب‌های جوی در گستره ۴۰- تا ۵/۷+ در هزار و برای آب دریای ائوسن ۰/۹- تا ۰/۸- درهزار [۵۵،۵۴]، مقادیر پایین این ایزوتوپ نسبت به $\delta^{18}O$ آب ماگمایی [۵۶] را می‌توان ناشی از آمیختگی آن با سیال جوی و دریایی دانست

[۵۷]. البته نتایج ریز دماسنجی میانبار سیال کوارتز [۴۶] خاستگاه آب دریایی را تایید می‌کند.

مرحله دوم کانی‌سازی در شرایط درونزایی تدفینی کم‌عمق تا عمیق رخ داده است. فعالیت ماگمایی نه تنها سیال‌های کانه‌ساز را تأمین می‌کند، بلکه مجراهایی برای انتقال سیال‌ها و مکان‌های ساختاری مناسبی برای کانه‌زایی را فراهم می آورد [۲۸]. در این شرایط، تنش زمین‌ساختی و سنگ ایستایی، دایک‌ها و جریان‌های گدازه با ایجاد فشار و تخلیه گرمایی باعث چرخش سیال‌های ماگمایی و درون‌سازندی در رسوب‌های سخت شده می‌شود. همچنین درونزایی تدفینی باعث آبزدایی و رهاسازی فلزها در ساختارهای ذخیره و ورود آنها به شورابه حوضه‌ای می‌شود. این سیال‌های دما بالا طی چرخش در واحدهای آتشفشانی از مس غنی می‌شوند. سیال‌های غنی از مس به بالا مهاجرت کرده و با ورود به واحد آندزیتی- بازالتی غنی در مس کاهیده شده و به صورت کالکوسیت و کالکوپیریت در مکان‌های مطلوب ته‌نشین می‌شوند. بنظر می‌رسد که گسل‌ها و شکستگی‌ها مکانی برای مهاجرت به بالای سیال فلزدار باشند. همچنین، واکنش سیال‌ها با پیریت باعث رهاسازی آهن و تشکیل هماتیت پیرامون سولفیدهای مسی می‌شود. در این مرحله، به‌علت دگرسانی و به احتمال بسیار وجود یک سیال قلیایی، کانی‌های رگه‌های کربناتی از رگه‌های سیلیسی متداول‌ترند.

در مرحله سوم دگرسانی و کانه‌زایی، تنوع بسیاری در کانی‌های اصلی دیده می‌شود که نشاندهنده یک مرحله تدفینی عمیق پیش از مرحله برونزایی است. در این مرحله، در اثر افزایش فشار و دمای محیط تدفینی عمیق، جانشینی کانی‌های پیشین با برنیت و دیژنیت رخ می‌دهد. در این مرحله، رگه‌های سیلیسی و کربناتی اثر فشار و دمای کمتری را نشان می‌دهند.

مرحله چهارم همراه با برخاستگی و جایگیری سنگ میزبان نزدیک سطح است که باعث دگرسانی و کانه‌زایی برونزادی می‌شود. در این مرحله، به‌علت شرایط اکسیدی و هوازدگی، مالاکیت در حفره‌ها و درزه‌ها ظاهر می‌شود. بنظر می‌رسد که اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در این مرحله شکل می‌گیرند. به‌علت ماهیت اسیدی آب در این مرحله (جوی و زیرزمینی)، بیشتر رگه‌ها اسیدی هستند.

شکل ۶ توالی همبرزایی کانی‌ها، ساختارها و بافت‌های کانسار قشلاق را ارائه می‌دهد. در این بررسی زمین شیمی، عناصر مختلف نیز در بیان همبرزایی سنگ میزبان و شناسایی و تفسیر همبستگی بین عناصر بکار رفته‌اند. بر اساس نتایج ارائه شده، بیشترین ارتباط مس با روی و آرسنیک است، در صورتیکه سرب بیشترین همبستگی را با نقره و کادمیوم نشان داد.

در کل، همبستگی مثبت بین این عناصر به کانه‌زایی غالب سولفیدی در منطقه و ماهیت گوگرد دوست این عناصر برمی‌گردد. البته همبستگی بین سرب و نقره می‌تواند ناشی از رخداد میانبارهای کانی‌های نقره دار چون تتراهدریت در گالن باشد [۵۸]. همچنین همبستگی بین مس و روی را می‌توان به رخدادهای همزمان کالکوپیریت و اسفالریت به‌صورت میانبارهای دیده نشدنی به ویژه در پیریت مربوط دانست [۵۹]. آلومینیوم همبستگی مثبت قوی با منیزیم (۰٫۹۷) و همچنین همبستگی مثبت متوسط تا ضعیفی با کلسیم (۰٫۲۶) و آهن (۰٫۲۶) دارد که می‌توان آن را ناشی از حضور پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ آندزیت میزبان دانست [۶۰]، چنان که در شکل ۹ب همراهی این دو کانی در سنگ میزبان نشان داده شده است.

**برداشت**

سنگ میزبان ذخایر مانتو در اصل سنگ‌های آندزیتی-بازالتی توالی‌های آتشفشانی-رسوبی هستند. بیشتر این ذخایر در موقعیت‌های کمانی کمربندهای ماگمایی وابسته به فرورانش تشکیل می‌شوند. کانسار قشلاق نیز در کمربند ماگمایی پهنه فرورانش ائوسن واقع است. در واقع، دگرسانی‌های مختلف پروپلیتی، کلریتی شدن، سیلیسی شدن، اپیدوتی شدن، کربناتی و آلبیتی شدن این نوع ذخایر مربوط به سیال های ماگمایی و درونزادی دانسته می‌شود. کانه‌زایی این کانسار در چهار مرحله تدفینی، تدفینی عمیق و برونزادی رخ داده است، که طی این مراحل بترتیب پیریت (مرحله اول)، کالکوپیریت و کالکوسیت (مرحله دوم)، کوولیت و دیژنیت (مرحله سوم) و مالاکیت و کانی های اکسیدی (مرحله چهارم) تشکیل شده‌اند. مرحله اول همزمان با دگرسانی پروپلیتی ناشی از آمیختگی آب

ماگمایی و آب دریا بوده که مقادیر $\delta^{18}O$ برابر با ۲٫۱-۶٫۵ درهزار با فرض مقادیر $\delta^{18}O$ سیال گرمایی برابر با ۶-۱۰ در هزار سیال ماگمایی و آب دریا ۰٫۹- تا ۰٫۸- در هزار گویای این امر است. بنابراین، با توجه به نتایج کانی‌شناسی و زمین شیمی موجود، این کانسار از نوع مانتو محسوب می‌شود.

**مراجع**

[1] Tristá-Aguilera D., Barra F., Ruiz J., Morata D., Talavera-Mendoza O., Kojima S., Ferraris F., *“Re–Os isotope systematics for the Lince–Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile”*, Mineralium Deposita, 41 (2006) 99-105.

[2] Maghfouri S., Hosseinzadeh M.R., Moayyed M., Movahednia M., Choulet F., *“Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran”,* Ore Geology Reviews 81 (2017) 10-22.

[3] Zhao L., Han J., Lu W., Liang P., Jourdan F., *“The Middle Permian Hongshanliang Manto-type copper deposit in the East Tianshan: Constraints from geology, geochronology, fluid inclusions and H–O–S isotopes”,* Ore Geology Reviews 124 (2020) 103601.

[4] Maksaev V., Zentilli M. *“Chilean strata-bound Cu–(Ag) deposits: an overview”*, in T. M. Porter (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective”, 2 (2002) 163 –184.

[5] Kirkham R. V., *“Volcanic redbed copper*”, Geology of Canadian mineral deposit types 8 (1996) 241– 252.

[6] Kojima S., Astudillo J., Rojo J., Trista D., Hayashi K., *“Ore mineralogy, flid inclusion and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile”,* Mineralium Deposita 38 (2003) 208 – 216. https://doi.org/10.1007/s00126-002-0304-5

[7] Maghfouri S., Movahednia M., “*Investigation of geology and mineralization of Abbas Abad copper deposit and camper with Manto-type deposit”*, 18th Symposium on Iranian Geosciences. Tarbiat Modares University, Iran (2015) (in Persian with English abstract).

[8] Alizadeh V., Momenzadeh M., Emami H.M., *“Petrography, geochemistry, mineralogy, fluid inclusions and mineralization study of Varezg-Qayen copper deposit”,* Geosciences, 22(2013) 47– 58.

[9] Abolipour M., Rastad E., Rashidnejad N., *“Role of Pyrobitumen and Pyrite in the Kashkouieh Manto-type Deposit, Rafsanjan”,* 30th Symposium on Earth Sciences, Tehran, Geological Survey of Iran (2012) (in Persian with English abstract)

[10] Boveiri Konari M., Rastad E., Kojima S., Rashidnejad N., *“Volcanic redbed-type copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran”,* Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen 190 (2013) 107–121. https://doi.org/10.1127/0077-7757/2013/0236.

[11] Ghorbani M., *“The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources”.* Springer, London (2013) pp. 569

[12] Norusis, MJ., *”Chapter 16: Cluster analysis. PASW Statistics 18 Statistical Procedures Companion”.* Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall. (2010) 361-391.

[13] Shanks WC., *“Stable isotope geochemistry of mineral deposits. Treatise on Geochemistry”,* 2nd ed. Elsevier, Oxford (2014) 59–85.

[14] Kojima S., Trista-Aguilera D., Hayashi KI. *“Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits”,* Resource Geology 59 (2009), 87-98.

[15] Wilson NS., Zentilli M., Spiro B., *“A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic-hosted El Soldado manto-type copper deposit, Chile: the essential role of bacteria and petroleum”,* Economic Geology 98 (2003) 163-174.

[16] Aghanabati, A., *“Major sedimentary and structural units of Iran (map).”* Geosciences, 7(1998) 29-30.

[17] Abdolmaleki J., Tavakoli V., *“Anachronistic facies in the Early Triassic successions of the Persian Gulf and its palaeoenvironmental*


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.10.8 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.519 ]

(2016) Tarbiat Modares University, Iran (in Persian with English abstract).

[28] Kouhestani H., Mokhtari M.A.A., Qin K., Zhao J., *"Fluid inclusion and stable isotope constraints on ore genesis of the Zajkan epithermal base metal deposit, Tarom–Hashtjin metallogenic belt, NW Iran",* Ore Geology Reviews 109 (2019) 564-584

[29] Shen P., Pan H., Li Z., Sun J., Shen Y., Li C., Cao C.A., "Manto-type Cu deposit in the Central Asian Orogenic Belt: The Hongguleleng example (Xinjiang, China)", Ore Geology Reviews 124 (2020) 103656.

[30] Ramdohr P., "The ore minerals and their intergrowths", Pergamon Press Ltd (1969).

[31] Mehrabi B., Ghasemi Siani M., Azizi H., "*The genesis of the epithermal gold mineralization at North Glojeh veins, NW Iran*", IJSAR 15 (2014) 479–497.

[32] Rollinson HR (1993) Using geochemical data: evaluation. Presentation, interpretation. Singapore. Ongman pp384

[33] Sun S.S., McDonough W.F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*", Geological Society, London, Special Publications 42 (1989) 313-345

[34] Foley S., Wheller G., "*Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites*", Chemistry Geology 85 (1990)1-18

[35] Nagudi B., Koeberl C., Kurat G., "*Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin*", Journal of African Earth Sciences 36 (2003) 73-87

[36] Asran M., Ezzat M., Rahman A., "*The pan-African calc-alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: geology, geochemistry and petrogenesis*", Journal of Biology and Earth Sciences 1 (2012) 1-16

[37] Morata D., Aguirre L., "*Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29 20'–30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis*", *reconstruction. Palaeogeography, Palaeoclimatology*, Palaeoecology 446 (2016) 213-224.

[18] Azizi H, Jahangiri A., *"Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran",* Journal of Geodynamic 45 (2008) 178–190.

[19] Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., *"Late Eocene-Oligocene postcollisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran: an example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source",* Lithos 180–181(2013) 109–127.

[20] Nabatian G., Jiang S.Y., Honarmand M., Neubauer F., *"Zircon U-Pb ages, geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton*", Alborz magmatic belt, NW Iran:, Lithos 244 (2016) 43–58.

[21] Amini B., Amini M.R., Stöcklin J., Hirayama K., *"Geological map of Tarom, Sheet no. 5763, Scale 1:100000, 1 sheet",* Geological Survey of Iran (2001).

[22] Hirayama K., Samimi M., Zahedi M., Hushmand-Zadeh A., *"Geology of the Tarom district, western part (Zanjan area, north-west Iran)",* Geological Survey of Iran. (1966).

[23] Whitney D. L., Evans B., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist",* 95 (2010), 185-187.

[24] Le Bas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. "*A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram*", Journal of Petrology 27 (1986) 745-750.

[25] Peccerillo A., Taylor S.R., "*Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*", Contributions to mineralogy and petrology 58 (1976) 63-81.

[26] Mehrabi B., Ghasemi Siani M., Goldfarb R., Azizi H., Ganerod M., Marsh E.E., *"Mineral assemblages, fluid evolution and genesis of polymetallic epithermal veins, Gulojeh district*", NW Iran", Ore Geol. Rev. 78 (2016) 41–57.

[27] Maghfouri S., Movahednia M., *"Investigation of geology and mineralization of Abbas Abad copper deposit and camper with manto-type deposit",* 18th Symposium on Iranian Geosciences

[48] Rollinson H.R., "*Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation",* (2014) Routledge, New York.

[49] Yassaghi A., Salari-Rad H., Kanani-Moghadam H., "*Geomechanical evaluations of Karaj tuffs for rock tunneling in Tehran–Shomal Freeway, Iran"* Engineering Geology 77 (2005) 83-98.

[50] Asiabanha A., Foden J., "*Post-collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran*", Lithos 148 (2012) 98–111.

[51] Maghfouri S., Hosseinzadeh M.R., Moayyed M., Movahednia M., Choulet F., "*Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran*", Ore Geology Reviews 81(2017) 10-22.

[52] Pacey A., Wilkinson J.J., Boyce A.J., Millar I.L., "*Magmatic fluids implicated in the formation of propylitic alteration: Oxygen, hydrogen, and strontium isotope constraints from the Northparkes porphyry Cu-Au district, New South Wales, Australia",* Economic Geology 115 (2020) 729-748.

[53] Ostadhosseini A, Barati M, Afzal P, Lee I. "*Geochemical and microthermometric characteristics of the Davaran Manto-type copper deposit, Central Iran*", Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen. 1 (2021) 145-64.

[54] Taylor, H., Barnes, H., "*Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. Geochemistry of hydrothermal ore deposits"*, 3 (1997) 229-302.

[55] Zachos J.C., Stott L.D., Lohmann, K.C., "*Evolution of early Cenozoic marine temperatures*", Paleoceanography *9* (1994) 353-387.

[56] Ivany L.C., Patterson W.P., Lohmann K.C., "*Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary*", Nature, *407* (2000) 887-890.

[57] Rye R.O., "*A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems*", Chemical geology 215 (2005) 5-36.

Journal of South American Earth Sciences 16 (2003) 459-476

[38] Geng H., Sun M., Yuan C., Xiao W.J., Xian W.S., Zhao G.C., Zhang L.F., Wong K., Wu F.Y., "*Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction?*" Chemical Geology 266 (2009) 364–389

[39] Nakamura N., "*Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary condrites*", Geochimica. Et. Cosmochimica Acta 6 (1974) 90- 100

[40] Gill J.B., "*Orogenic andesites and plate tectonic",* (1981) Springer, Berlin, Heidelberg, pp 354

[41] Wilson M., "*Igneous Petrogenesis",* (1989) Unwin Hyman, London, UK pp 466 Wilson NSF.

[42] Martin H., "*Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids*", Lithos 46 (1999) 411-429.

[43] Mullen E.D.,*"$MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis",* Earth and Planetary Sciences Letters 62 (1983) 53-62.

[44] Kay S.M., Mpodozis C., "*Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust*", Geological Society of America Ttoday11 (2001) 4–9.

[45] Nejadhadad M., Taghipour B., Zarasvandi A., Somarin A. K., "*Geological, geochemical, and fluid inclusion evidences for the origin of the Ravanj Pb? Ba? Ag deposit, north of Delijan city, Markazi Province, Iran*", *Turkish Journal of Earth Sciences*, *25* (2016) 179-200.

[46] Baghbanan O., "*Economic geology of the Gheshlagh ore deposit, Tarom zone, east Zanjan*" unpunlished PhD thesis (2022), Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran.

[47] Sharp Z.D., Gibbons J.A., Maltsev O., Atudorei V., Pack A., Sengupta S., Shock E.L. Knauth L.P., "*A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the $SiO_2$–$H_2O$ system and applications to natural samples*", Geochimica et Cosmochimica Acta 186 (2016) 105-119.

*trace element geochemistry of pyrite*", Geoscience Frontiers 10 (2019) 1863-1877.
[60] Macdonald R., Upton B. G. J., Collerson K. D., Hearn Jr B. H., James D., "*Potassic mafic lavas of the Bearpaw Mountains, Montana: mineralogy, chemistry, and origin*", Journal of Petrology *33* (1992) 305-346.
[58] Klein C., Hurlbut C.S., "*Manual of Mineralogy*", (1993) New York, NY, USA: Wiley.
[59] Song K.R., Tang L., Zhang S.T., Santosh M., Spencer C.J., Zhao Y., Li H.X., Wang L., Zhang A.L., Sun Y.Q., "*Genesis of the Bianjiadayuan Pb–Zn polymetallic deposit, Inner Mongolia, China: constraints from in-situ sulfur isotope and*